Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

OPEN ACCESS JOURNAL

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی و دوم، شمارۀ سوم، پاییز ۱۴۰۳، از صفحۀ ۵۶۵ تا ۵۸۰

دمافشارسنجی توده‌های نفوذی غرب تفت بر پایه داده‌های شیمی کانی‌ها

جواد قانعی اردکان

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۱۰/۲۷، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۱/۱۵)

چکیده: بررسی توده‌های گرانیتوئیدی غرب تفت، در بخش میانی پهنه ایران مرکزی، بیانگر حضور کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های اصلی و آمفیبول، بیوتیت، اسفن، زیرکن و آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی است. در این سنگ‌ها، بافت‌های دانه‌ای دانه‌متوسط تا دانه‌ریز، گرانوفیری و میرمیکیتی دیده می‌شوند. داده‌های تجزیه شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که در این توده‌ها، آمفیبول‌های نوع کلسیمی با ماهیت منیزیوهورنبلند تا اکتینولیت در دمای ۶۵۹-۸۹۱ ^oC، فشار ۲٫۱-۴٫۹ Kbar و عمق ۴٫۴-۶ Km متبلور شده‌اند. همچنین فلدسپارهای نوع الیگوکلاز تا آندزین متعلق به دمای ۷۰۰-۸۰۰ ^oC، و بیوتیت‌های نوع منیزیم‌دار متعلق به دمای ۷۰۰-۷۵۰ ^oC متبلور شده‌اند. شیمی کانی بیوتیت نشانگر ماهیت گوشته‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌هاست که طی صعود دچار آلایش پوسته‌ای متوسط تا شدید شده‌اند. شیمی کانی کلریت به دخالت فرآیندهای دگرسانی و تشکیل این کانی در دمای ۳۳۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد اشاره دارد. ترکیب همه داده‌ها گویای ماهیت آهکی قلیایی نوع I توده‌های نفوذی مورد بررسی است که در پهنه ساختاری فورانش و در ارتباط با کرانه قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *شیمی کانی؛ توده گرانیتوئیدی؛ آهکی قلیایی؛ تفت؛ دمافشارسنجی.*

مقدمه

امروزه داده‌های تجزیه شیمی کانی‌ها برای تعیین سیر دگرگونی‌ها، نوع ماگما و موقعیت‌های زمین‌ساختی بسیار و زمین‌شناسان با استفاده از تجزیه‌های ریزپردازشی به نتایج جالبی پیرامون منطقه و سنگ مورد بررسی دست می‌یابند. در این بین، استفاده از شیمی کانی‌هایی چون آمفیبول، بیوتیت و فلدسپات‌ها بسیار رایج است. با توجه به حضور این کانی‌ها در گرانیتوئیدها، می‌توان با ریزپردازش کانی‌های نام برده سرگذشت توده‌های گرانیتوئیدی را برآورد کرد. در پی فازهای فعالیت ماگمای متنوعی در ایران، توده‌های گرانیتوئیدی شکل گرفته و توسط زمین‌شناسان بررسی شده‌اند.

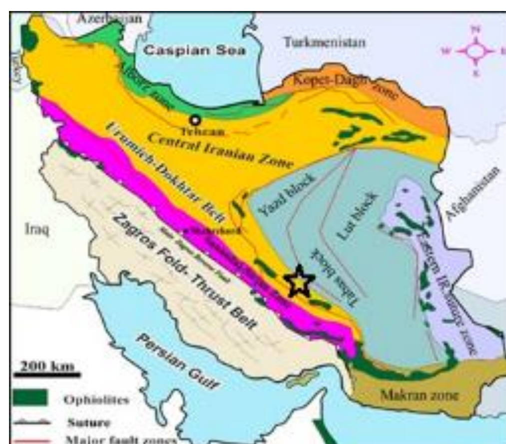
یکی از این فازهای فعالیت ماگمایی، فاز ماگمایی شیرکوه است که در اثر فازهای تاخیری آن، توده‌های نفوذی روشن متنوعی در منطقه علی‌آباد، حسن‌آباد و دره زرشک تشکیل شده‌اند (شکل ۱) [۱]. برخی زمین‌شناسان بر این باورند که توده‌ی گرانیتوئیدی علی‌آباد دارای ترکیب گرانیت تا کوارتزدیوریت و مشخصه‌های ماگمای آهکی قلیایی، متاآلومین و از گرانیتوئیدی نوع I بوده که در یک محیط زمین‌ساختی-ماگمایی وابسته به کمان‌های آتشفشانی یا کمان‌های آتسفشانی- نفوذی شکل گرفته است [۲]. در این پژوهش، شیمی کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار وکلریت و مگنتیت دو توده‌ی گرانیتوئیدی علی‌آباد و آدربلندان در غرب تفت بررسی شده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

قدیمی‌ترین سازند منطقه، سازندکهر بوده که پی‌سنگ منطقه را تشکیل داده و شامل شیل و ماسه‌سنگ است. دولومیت‌های چرت‌دار سازند سلطانیه در منطقه خضرآباد به‌صورت ناهمساز روی نهشته‌های کهر قرار گرفته‌اند و سپس با مجموعه رسوب های تخریبی و لایه‌های سنگ آهک و دولومیت پرمین دنبال

*نویسنده مسئول: ۰۹۱۳۳۵۵۷۲۳۶، پست الکترونیکی: ghaneijavad@pnu.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.565]



شکل۱ موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی واحدهای ساختاری ایران [۱].

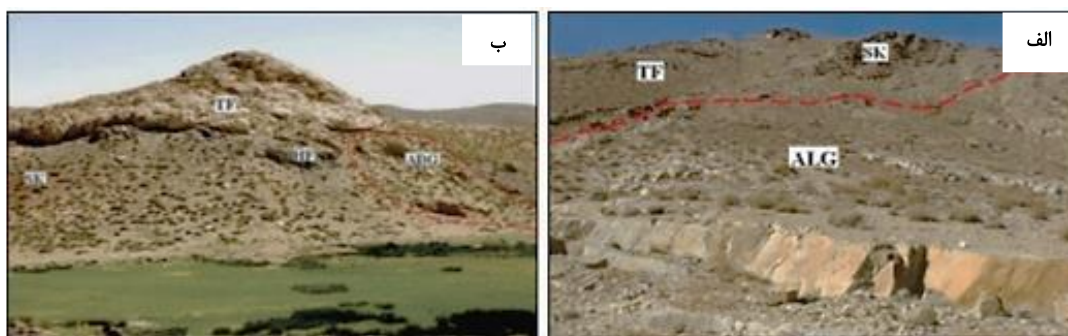
می‌شوند. رسوب‌های مزوزوئیک شامل سنگ‌های لاتریت-آتشفشانی تریاس پیشین، شیل ماسه‌ای، ماسه‌سنگ و آهک تریاس پسین هستند [۳]. رسوب‌های تخریبی کرتاسه به صورت پیشرونده روی نهشته‌های تریاس پسین قرار دارند [۴]. در آخر پالئوژن با تشکیل کنگلومرای کرمان در قاعده، آغاز و سپس با جایگیری نهشت‌های رسوبی- آتشفشانی روی آن تکمیل می‌گردد.

توده نفوذی علی‌آباد در ۴۰ کیلومتری غرب تفت و به صورت پراکنده در پیرامون روستای علی‌آباد، دره‌زرشک و حسن‌آباد با رنگ سفید مایل به خاکستری روشن دیده می‌شود (شکل ۲). این توده شکل کشیده با روند عمومی شمال غربی- جنوب شرقی دارد و به نظر می‌رسد که حدود گسترش آن با گسل‌های منطقه کنترل می‌شود و در مقیاس بزرگ تقریباً در راستای گسل‌های اصلی کشیدگی دارد. در پی تزریق این توده به درون شیل، ماسه سنگ و آهک‌های مزوزوییک، اسکارن و هورنفلس و تشکیل شده و کانه‌زایی آهن و مس رخ داده است (شکل ۳ الف). همچنین دگرسانی‌های گرمابی در منطقه دیده می‌شود.

توده نفوذی آدربلندان در ۴۵ کیلومتری غرب تفت و در شرق روستای استاژ بدرون سنگ‌های آهکی کرم تا سفید رنگ کرتاسه نفوذ کرده و منجر به تشکیل اسکارن، مرمر، هورنفلس و کانه‌زایی مس شده است (شکل ۲). این توده با روند شمال غربی- جنوب شرقی به‌صورت توده کشیده، کم ارتفاع و تپه ماهوری دیده می‌شود. این توده در نمونه دستی دارای رنگ روشن، تمام روشن و هولوکریستالین و دربردارنده درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز است (شکل ۳ ب).



شکل۲ نقشه زمین‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی علی‌آباد و آدربلندان برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد [۳].



شکل ۳ الف) نفوذ توده نفوذی گرانیتوئیدی علی‌آباد (ALG) در سازند تفت (TF) و تشکیل اسکارن (SK) در غرب روستای حسن‌آباد ب) ارتباط صحرایی توده نفوذی گرانیتوئیدی آدربلندان (ADG) با سازند تفت (TF) و تشکیل اسکارن (Sk) و هورنفلس (HF) در غرب نصرآباد.

روش بررسی

پس از تهیه بیش از ۵۷ مقطع نازک و انجام بررسی‌های سنگ-نگاری، تعداد ۱۲ مقطع نازک از نمونه‌های سالم و با کمترین دگرسانی تهیه شد. سپس کانی‌های مناسب، برای تجزیه نقطه ای با ریزپردازشگر الکترونی انتخاب و به دانشگاه اکلاهماسیتی امریکا ارسال شدند. در مجموع ۸ نقطه فلدسپار، ۹ نقطه آمفیبول، ۵ نقطه بیوتیت، ۳ نقطه کلریت و ۳ نقطه مگنتیت از توده‌های نفوذی علی‌آباد و آدربلندان به روش طیف‌سنجی تفکیک طول موج (WDS) تجزیه ریزپردازشی شدند. تجزیه-های ریزپردازشی با دستگاه Cameca مدل SX100 با ولتاژ شتاب‌دهنده 15 kV و شدت جریان 15 nA انجام شد. در آخر از نتایج پردازش داده‌ها با نرم‌افزارهای Minpet 2.02، و اکسل و Spreetsheet، برای محاسبه فرمول کانی‌ها و زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی استفاده شد. برای تفکیک مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} در فرمول ساختاری کانی‌های بیوتیت و آمفیبول از روش پیشنهادی مرجع [۵] استفاده شد.

بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی

توده نفوذی علی‌آباد با بافت گرانوفیری، پورفیری، ریزنگاشتاری، دانه‌ای ریز تا متوسط دانه شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز، ارتوکلاز و بیوتیت قابل مشاهده است. پلاژیوکلازها در اندازه چند میکرون تا چند میلیمتر با فراوانی ۲۹ تا ۴۷ درصد بیشتر شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و گاهی دارای منطقه‌بندی عادی و نوسانی هستند. گاهی در پلاژیوکلازها آثار خوردگی و گردشدگی با پوششی از ارتوکلاز یا رشد کرمی شکل کوارتز در لبه‌ها دیده می‌شود. (شکل ۴ الف). کوارتزها با فراوانی ۲۱ تا ۳۳ درصد اغلب بی‌شکل و به صورت بین‌دانه‌ای هستند. همرشدی این کانی با فلدسپات‌ها بافت نگاشتاری ایجاد کرده است. ارتوکلازها با فراوانی ۲۳ تا ۳۷ درصد به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و گاهی با بافت پرتیتی رشته‌ای وجود دارند.

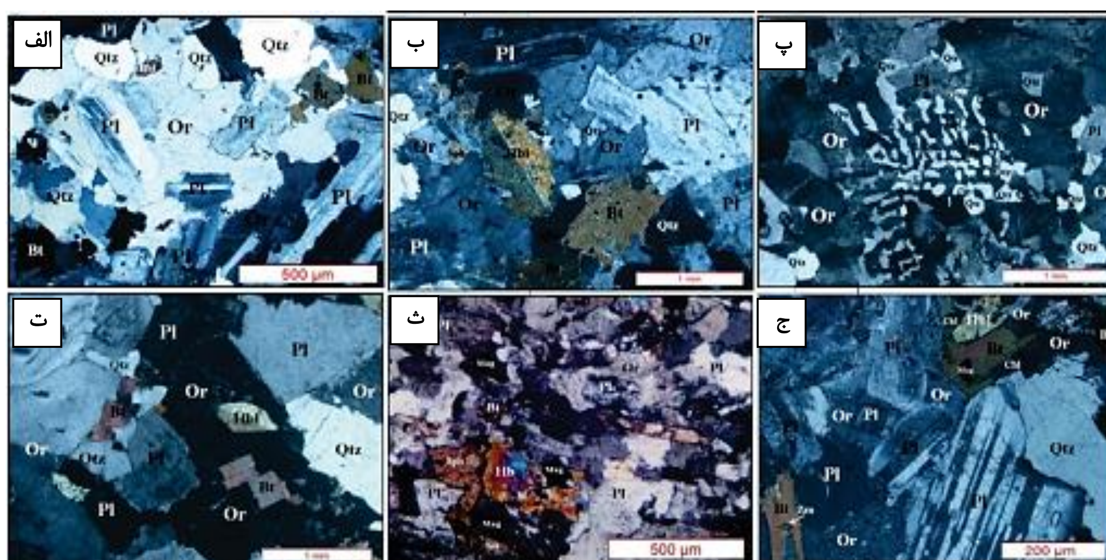
فراوانترین کانی‌های مافیک، آمفیبول‌های درشت و ریزبلور نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با فراوانی ۲ تا ۵ درصد از نوع هورنبلند هستند (شکل ۴ ب). بیوتیت با فراوانی ۲ تا ۳/۵ درصد به صورت تیغه‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. گاهی انباشت بلورهای بیوتیت (ثانویه) در راستای رخ‌ها و لبه هورنبلند دیده می‌شود. کانی‌های فرعی بیشتر اسفن، پیروکسن، زیرکن و کانی‌های کدر هستند. بر اساس رده‌بندی مودال، توده گرانیتوئیدی علی‌آباد دارای ترکیب مونزوگرانیت تا گرانودیوریت است (جدول ۱). همچنین کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت، اسفن ،کلسیت و بیوتیت ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند به طور گسترده دیده می‌شوند (شکل ۴ پ).

توده نفوذی آدربلندان دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز و هورنبلند و کانی‌های فرعی بیوتیت، پیروکسن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر است. همچنین کانی‌های ثانویه ناشی از دگرسانی شامل کلریت، اپیدوت، سریسیت، اسفن و کانی‌های رسی نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. بافت‌های اصلی شامل دانه‌ای ریز تا متوسط‌دانه، پورفیری، گرانوفیری و حال خال هستند (شکل ۴ ت). پلاژیوکلازها بیشتر با فراوانی ۳۹ تا۵۰ درصد به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار اغلب به صورت درشت بلور با ماکل تکراری، ماکل صفحهٔ شطرنجی، منطقه‌بندی ترکیبی و خاموشی غیریکنواخت دیده می‌شوند. در برخی از بلورها، لبه واکنشی، آثارخوردگی و محوشدگی تیغه‌های ماکل وجود دارند (شکل ۴ ث).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.565]

جدول ۱ نتایج آنالیز مدال سنگ‌های توده‌های نفوذی غرب تفت. علایم اختصاری به کار رفته Qtz=Quartz, A.F=Alkali Feldspar, Pl=Plagioclase, Bit=Biotite, Hbl=Hornblende, Px=Pyroxene, Ap=Apatite, Opq=Opaque.

Sample	Sample No.	Rock Type	Qtz	A.F	Pl	Bit	Hbl	Px	Ap	Opq	Counted
Aliabad	GH.AL.30	Monzogranite	۲۷٫۸۴	۲۳٫۲	۴۱٫۷۶	۳٫۵	۲٫۴	-	<۰٫۱	۱٫۲	۶۲۵
	GH.AL.33	Monzogranite	۳۱	۳۷	۳۵٫۸	۳٫۳	۳٫۴	-	-	۰٫۵	۶۹۵
	GH.AL.34	Monzogranite	۳۱٫۷	۲۸٫۸	۳۱٫۳	۲٫۶	۴٫۷	-	-	۰٫۹	۷۶۰
	GH.AL.41	Granodiorite	۲۳٫۸	۲۴٫۱	۴۶٫۱	۲٫۵	۲٫۷	-	<۰٫۱	۰٫۷	۵۲۰
	GH.AL.49	Granodiorite	۲۵٫۷	۲۲٫۴	۴۵٫۴	۲٫۲	۳٫۵	-	-	۰٫۸	۵۴۰
	GH.AL.57	Monzogranite	۳۲٫۸	۳۱٫۲	۲۹٫۱	۲٫۴	۳٫۸	-	-	۰٫۶	۵۷۰
Aderbolandan	GH.AD.1	Granodiorite	۲۳٫۵	۲۲	۵۰٫۲	۱٫۷	۲٫۲	-	<۰٫۱	۰٫۳	۵۸۰
	GH.AD.2	Granodiorite	۲۱٫۷	۲۴٫۱	۴۸٫۷	۲٫۳	۲٫۵	-	<۰٫۱	۰٫۶	۵۷۰
	GH.AD.5	Monzogranite	۲۵	۲۵٫۹	۴۳٫۴	۲٫۲	۲٫۸	-	-	۰٫۷	۵۱۰
	GH.AD.9	Monzogranite	۳۰٫۶	۲۱٫۲۰	۴۳٫۲	۲٫۳	۲٫۱	-	-	۰٫۶	۵۸۰
	GH.AD.12	Monzogranite	۲۸٫۲	۲۵٫۴	۳۸٫۹	۲٫۶	۳٫۸	-	-	۱٫۱	۶۰۵



شکل ۴ تصاویر (XPL) از الف) بافت گرانولار و بلورهای پلاژیوکلاز در توده علی‌آباد، ب) بافت گرانولار و منشورهای هورنبلند در توده علی‌آباد، پ) بافت میرمکیتی وگرانوفیری در توده علی‌آباد، ت) بافت گرانولار و حضور پلاژیوکلاز، ارتوکلازپرتیتی، هورنبلند، بیوتیت و کوارتز در توده نفوذی آدربلندان، ث) هورنبلند، بیوتیت، اسفن و اوپک در توده آدربلندان، ج) درشت بلور پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کلریت در توده نفوذی آدربلندان.

کوارتزها با فراوانی ۲۲ تا ۳۱ درصد بی‌شکل و به صورت بین‌دانه‌ای هستند و اغلب بواسطه همرشدی با ارتوکلازها با بافت گرانوفیری آشکار می‌شوند. ارتوکلاز با فراوانی ۲۲ تا ۲۶ درصد به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و گاهی با بافت پرتیتی رشته‌ای و یا همرشدی با کوارتز (بافت نگاشتاری) وجود دارد. آمفیبول با فراوانی ۲ تا ۴ درصد، فراوان‌ترین کانی مافیک در توده آدربلندان است که به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شود. بیوتیت با فراوانی ۱٫۵ تا ۲٫۵ درصد به صورت تیغه‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دربردارنده میانبارهایی از زیرکن، اکسیدآهن و اسفن است (شکل ۴ ج). گاهی بیوتیت‌های در حال تبدیل به کلریت و اسفن دیده می‌شوند.

براساس رده‌بندی مودال، توده نفوذی آدربلندان در گستره مونزگرانیت تا گرانودیوریت قرار دارد (جدول ۱).

شیمی آمفیبول

آمفیبول براساس تنوع ساختاری و ترکیب شیمیایی می‌تواند در گستره وسیعی از انواع سنگ‌ها با شرایط دما و فشار متفاوت ظاهر شود [۶]. بر پایه ترکیب شیمیایی این کانی، می‌توان به سرنوشت تبلور ماگمایی آن پی برد. در جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی ۹ نقطه از دو توده نفوذی مورد بررسی آورده شده‌اند. در شکل ۵ تصاویر الکترون های پس پراکنده (BSE) از آمفیبول‌های مورد بررسی نشان داده شده‌اند. جایابی داده‌های ریزپردازشی آمفیبول در نمودارهای مرجع [۸،۷]

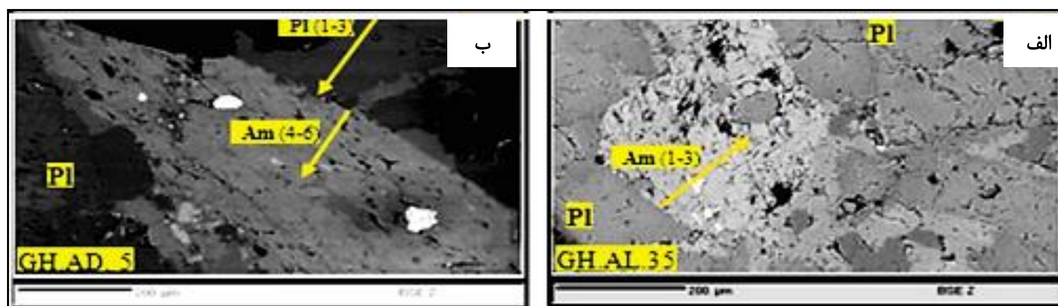
[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.565]

نشانگر ترکیب کلسیمی این کانی‌هاست که در گستره فروهورنبلند، ترمولیت و فرواکتینولیت قرار دارند و شاخص گرانیت‌های نوع I هستند [۹] (شکل ۶). آمفیبول کانی مناسبی برای زمین دمافشارسنجی به شمار می‌رود [۹، ۱۰]. مقدار Al، Ti، Ca و Na در ترکیب آمفیبول تابع فشار، دما و گریزندگی اکسیژن است. همچنین کاتیون‌هایی چون تیتانیم، آلومینیم کل و آلومینیم چاروجهی (Al^{IV}) نسبت به دما حساس هستند؛ به‌طوری که افزایش دما، باعث افزایش مقدار Ti و سرانجام افزایش مقدار Al^{IV} می‌گردد. مقدار آلومینیم هشت‌وجهی (Al^{VI}) بر خلاف Al^{IV} با افزایش فشار افزایش می‌یابد و دما بر آن بی‌اثر است. محاسبه مقدار Al^{VI} و AlT اساس سنجش فشار بر پایه ترکیب آمفیبول است، زیرا مقدار Al در آمفیبول تابع غلظت Al در ماگمای مادر نبوده بلکه تابع شرایط محیط تبلور این کانی یعنی فشار حاکم بر تبلور است. به بیانی، مقدار Al در ارتباط مستقیم با عمق جایگیری توده است و هرچه مقدار Al موجود در آمفیبول بیشتر باشد، توده گرانیتی در عمق بیشتری جایگیری نموده است.

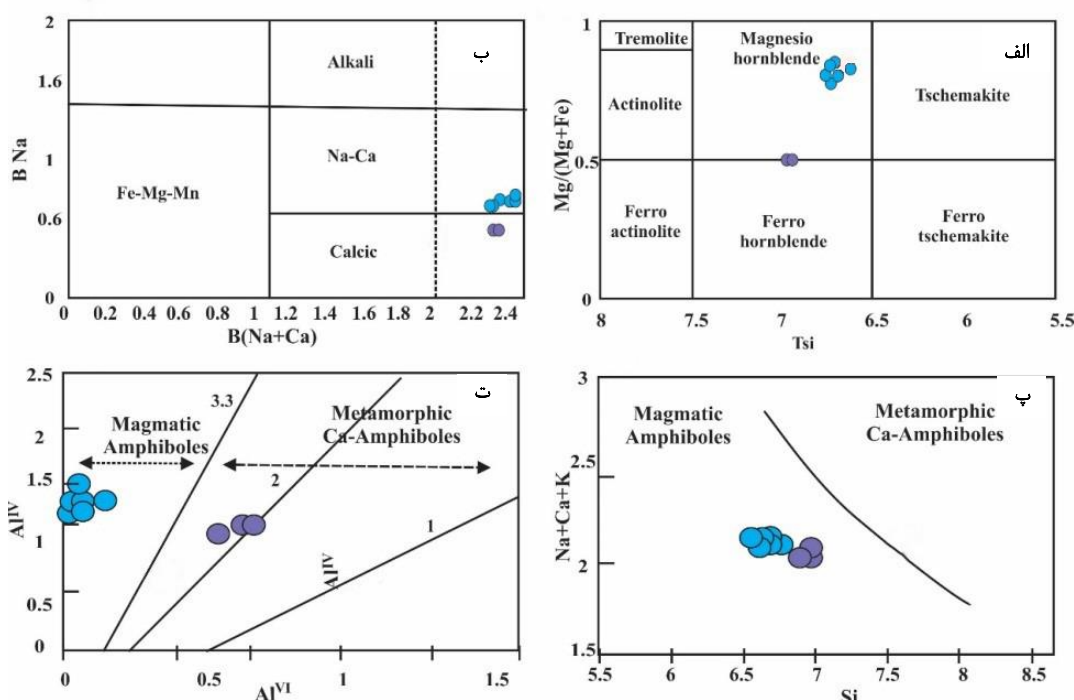
جدول۲ نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبول‌های توده‌های نفوذی علی‌آباد، آدربلندان (بر اساس ۲۳ اکسیژن). علایم اختصاری به کار رفته در جدول: R=Rim M=Middle C=Core Mg-Hb=Magnesio-Homblende Tre=Tremolite Ede=Edenite

N.Sample	AL.35	AL.35	AL.35	AL.35	AL.35	AL.35	AD.5	AD.5	AD.5
Position	2/1/R	2/2/M	2/3/C	4/7/C	4/8/M	4/9/R	1/4/R	1/5/M	1/6/C
SiO_2	۴۶٫۸۹	۴۶٫۳۹	۴۵٫۹۱	۴۶٫۹۳	۴۷٫۴۹	۴۷٫۶۰	۷۴٫۸۵	۴۷٫۹۴	۴۸٫۰۴
TiO_2	۱٫۳۴۰	۲٫۵۴۰	۲٫۴۹۰	۱٫۶۱۰	۱٫۷۸۰	۱٫۴۹۰	۰٫۲۱۰	۰٫۱۵۰	۰٫۱۲۰
Al_2O_3	۸٫۵۶۰	۸٫۷۵۰	۸٫۷۲۰	۷٫۸۳۰	۸٫۲۲۰	۷٫۷۸۰	۹٫۷۷۰	۸٫۴۸۰	۹٫۷۵۰
FeO	۱۰٫۶۰	۱۰٫۴۲	۱۰٫۹۹	۱۲٫۴۸	۱۲٫۵۳	۱۲٫۰۵	۱۰٫۸۰	۱۱٫۳۹	۱۱٫۰۳
MnO	۰٫۳۲۰	۰٫۳۰۰	۰٫۳۲۰	۰٫۳۶۰	۰٫۳۴۰	۰٫۳۹۰	۰٫۱۲۰	۰٫۰۹۰	۰٫۱۰۰
MgO	۱۶٫۲۲	۱۶٫۱۷	۱۵٫۷۳	۱۵٫۳۴	۱۵٫۸۳	۱۵٫۸۰	۱۴٫۱۲	۱۴٫۳۲	۱۴٫۰۸
CaO	۱۱٫۴۰	۱۱٫۴۸	۱۱٫۴۳	۱۰٫۹۷	۱۱٫۰۷	۱۱٫۰۶	۱۱٫۷۸	۱۱٫۹۶	۱۱٫۸۸
Na_2O	۲٫۵۷۰	۲٫۷۵۰	۲٫۷۰۸	۲٫۴۱۰	۲٫۴۰۰	۲٫۳۷۰	۱٫۷۸۰	۱٫۷۰۰	۱٫۷۸۰
K_2O	۰٫۶۹۰	۰٫۶۷۰	۶	۰٫۶۳۰	۰٫۵۷	۰٫۵۹۰	۰٫۱۵۰	۰٫۱۳۰	۰٫۱۶۰
F	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Cl	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Total	۹۹٫۱۶	۹۹٫۹۲	۹۹٫۵۰	۹۹٫۲۹	۱۰۱٫۰۹	۹۹٫۸۸	۹۶٫۷۹	۹۶٫۷۸	۹۷٫۱۴
Si	۶٫۶۸	۶٫۵۸	۶٫۵۶	۶٫۷۱	۶٫۶۵	۶٫۷۴	۶٫۹۳	۶٫۹۷	-۶٫۹۵
AlIV	۱٫۳۲	۱٫۴۲	۱٫۴۴	۱٫۲۹	۱٫۳۵	۱٫۲۶	۱٫۰۷	۱٫۰۳	۱٫۰۵
AlVI	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۶۰	۰٫۴۸	۰٫۶۱
AlT	۱٫۴۳	۱٫۴۶	۱٫۴۷	۱٫۳۱	۱٫۳۵	۱٫۲۹	۱٫۶۷	۱٫۵۱	۱٫۶۶
Ti	۰٫۱۴	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۶	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Fe^{+3}	۰٫۶۱	-۰٫۴۸	۰٫۴۸	۰٫۷۸	۰٫۹۰	۰٫۸۰	۰٫۲۳	۰٫۲۸	۰٫۲۱
Fe^{+2}	۰٫۶۵	۰٫۷۶	۰٫۸۳	۰٫۷۱	۰٫۵۶	۰٫۶۳	۱٫۰۸	۱٫۱۰	۱٫۱۲
Mn	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۱٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۳٫۴۴	۳٫۴۲	۳٫۳۵	۳٫۲۷	۳٫۳۰	۳٫۳۳	۳٫۰۵	۳٫۱۰	۳٫۰۳
Ca	۱٫۷۴	۱٫۷۴	۱٫۷۵	۱٫۶۸	۱٫۶۶	۱٫۵۸	۱٫۸۳	۱٫۸۶	۱٫۴۸
Na	۰٫۷۱	۰٫۷۶	۰٫۷۷	۰٫۶۷	۰٫۶۵	۰٫۶۵	۰٫۵۰	۰٫۴۸	۰٫۵۰
K	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳
F	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cl	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
SUM	۱۵٫۵۷	۱۵٫۶۲	۱۵٫۶۴	۱۵٫۴۶	۱۵٫۴۱	۱۵٫۴۳	۱۵٫۳۶	۱۵٫۳۷	۱۵٫۳۷
(Na+Ca)B	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰
Na B	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۳۲	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۱۶
(Na+K) A	۰٫۵۷	۰٫۶۲	۰٫۶۴	۰٫۴۶	۰٫۴۱	۰٫۴۳	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۳۷
Mg/(Mg+Fe+2)	۰٫۸۴	۰٫۸۲	۰٫۸۰	۰٫۸۲	۰٫۸۵	۰٫۴۸	۰٫۷۴	۰٫۴۷	۰٫۷۳
Fe+3/(Fe+3+AlVI)	۰٫۸۴	۰٫۹۲	۰٫۹۴	۰٫۹۷	۱٫۰۰	۰٫۹۶	۰٫۲۸	۰٫۳۷	۰٫۲۶
Name	Ede	Ede	Ede	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.565]



شکل ۵ تصاویر BSE از آمفیبول‌های توده‌های نفوذی غرب تفت، الف) آمفیبول بی‌شکل با ترکیب ادنیت و همزیست با پلاژیوکلاز در کوارتزدیوریت علی‌آباد، ب) آمفیبول نیمه‌شکل‌دار با ترکیب منیزیو تا فرهورنبلند و در تعادل با پلاژیوکلاز در مونزوگرانیت آدربلندان.



شکل ۶ الف) تقسیم‌بندی آمفیبول‌های توده‌های نفوذی غرب تفت در نمودار [۸]، ب) نمودار متمایز کننده آمفیبول‌های آذرین از دگرگونی[۸]، پ) نمودار مجموع کاتیون‌های Na+K+Ca نسبت به Si [۱۸]، ت) نمودار AlIVنسبت به AlVI [۱۹]، دایره بنفش: آدربلندان، دایره آبی: علی‌آباد.

پژوهشگران بسیاری روابطی را برای محاسبه فشار و دما برپایه ترکیب شیمیایی آمفیبول ارائه کرده‌اند [۱۱- ۱۷]. نتایج محاسبه فشار بر اساس شیمی کانی آمفیبول به روش‌های مختلف در جدول ۳ آمده است. بر اساس این داده‌ها، توده‌های گرانیتوئیدی غرب تفت دارای میانگین گستره فشار ۱٫۵ تا ۴٫۹ کیلوبار را نشان می‌دهند (شکل ۷ الف). همچنین بر اساس محاسبات اشمیت [۱۶]، سنگ‌های منطقه گستره دمای ۶۵۹ تا ۸۹۱ درجه سانتی‌گراد را دارند (جدول ۳، شکل ۷ ب)[۱۸]. گریزندگی اکسیژن، عامل مهمی در تعیین مجموعه کانیایی سنگ است [۱۹]. از اینرو، برپایه آمفیبول‌های مورد بررسی مقادیر گریزندگی بالاست (#Fe کمتر از ۰٫۵). برای محاسبه کمی گریزندگی اکسیژن از رابطه زیر استفاده شد [۲۰]:

$$\text{Log}\, fO_2 = -30930 / T + 14.98 + 0.142\, (P-1) / T \quad (۱)$$

مقدار گریزندگی اکسیژن توده‌های غرب تفت بین ۱۰٫۷- تا ۱۳٫۱- bars بوده و براساس شکل ۷ پ، در گستره گریزندگی بالا اکسیژن قرار می‌گیرند [۱۲]. سه نمونه از ترکیب آمفیبول‌های توده علی‌آباد که مقدار Fe^{2+} آنها کمتر از ۰٫۳ است، دارای گریزندگی اکسیژن کمتر (۱۰٫۷-) و دمای بالاتر (۸۳۰°C) نسبت به دیگر نمونه‌ها بوده و دارای ترکیب ادنیت هستند، زیرا در دماهای بالاتر جانشینی ادنیت بیشتر انجام شده و سبب افزایش Al در شبکه هورنبلند می‌گردد. بر پایه ترکیب

آمفیبول‌ها، خاستگاه و محیط زمین‌ساختی ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه در گستره نیمه قلیایی و در گستره زمین‌ساختی ماگمایی وابسته به مناطق فرورانش قرار دارند (شکل‌های ۷ ت و ث). [۲۲،۲۱]. همچنین عدد منیزیم (Mg#) در هورنبلندهای مورد بررسی برای شناسایی خاستگاه ماگما [۲۳] نشانگر خاستگاه گوشته‌ای است (جدول ۲).

جدول ۳ مقایسه محاسبات فشار، دما، عمق و فوگاسیته اکسیژن توده‌های گرانیتوئیدی غرب تفت به روش‌های مختلف.

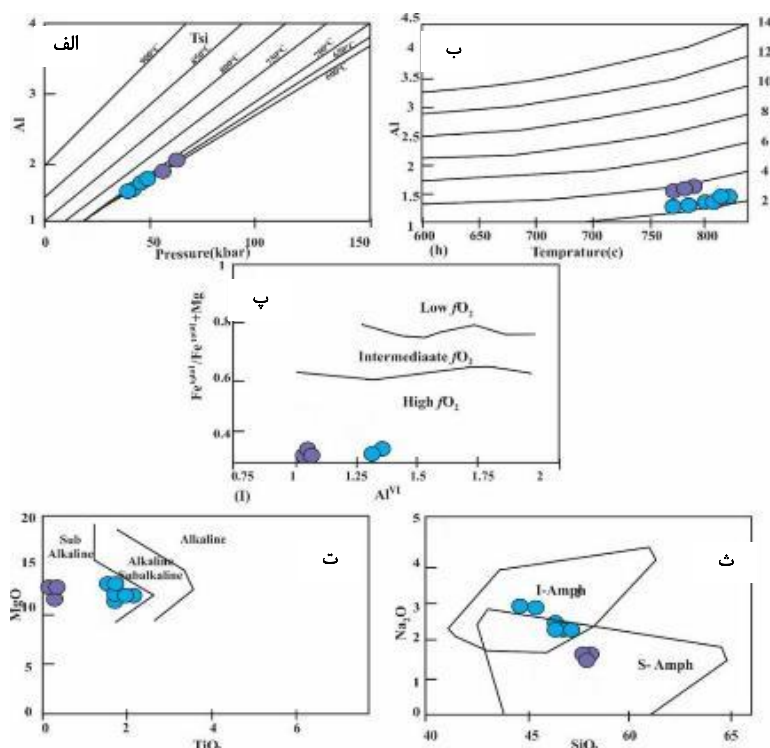
Sample	Point	Amphibole Name	Pressure (Kbar)						Temperature (°C)					LogfO_2 (bars)	Depth (km)	
			۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱		۱۲	۱۳
GH.AL.35	2/1/R	Edenite	۳/۳۱	۳/۳۴	۲/۶۲	۳/۸۳	۲/۱	۳/۰۴	۸۷۰	۷۵۸	۷۷۹	۷۳۱	۷۸۶	-۱۰/۷	۵/۳	۵/۷
GH.AL.35	2/2/M	Edenite	۳/۴۳	۳/۴۹	۲/۷۳	۳/۹۵	۲/۱	۳/۱۴	۸۹۱	۷۹۷	۸۷۵	۷۶۷	۸۳۳	-۱۰/۷	۵/۵	۵/۹
GH.AL.35	2/3/C	Edenite	۳/۴۷	۳/۵۲	۲/۷۵	۳/۹۸	۲/۲	۳/۱۸	۸۹۱	۸۲۴	۸۸۰	۷۹۳	۸۴۷	-۱۰/۸	۵/۶	۶/۰
GH.AL.35	4/7/C	Mg-Hbl	۲/۷۱	۲/۶۸	۲/۱۲	۳/۲۷	۲/۱	۲/۵۸	۸۴۴	-	-	-	۸۴۴	-۱۱/۴	۴/۵	۴/۸
GH.AL.35	4/8/M	Mg-Hbl	۲/۹۰	۲/۸۹	۲/۲۸	۳/۴۴	۲/۱	۲/۷۲	۸۵۱	-	-	-	۸۵۱	-۱۱/۲	۴/۸	۵/۱
GH.AL.35	4/9/R	Mg-Hbl	۲/۶۱	۲/۵۶	۲/۰۳	۳/۱۷	۲/۱	۲/۴۹	۸۴۰	-	-	-	۸۴۰	-۱۱/۴	۴/۴	۴/۷
Average AL	-	-	۳/۰۷	۳/۰۸	۲/۴۲	۳/۶۱	۲/۱۱	۲/۸۶	۸۶۵	۷۹۳	۸۴۵	۷۶۴	۸۳۳	-۱۱/۰۳	۵/۰	۵/۳
GH.AD.5	1/4/R	Fe- Hbl	۴/۴۷	۴/۶۵	۳/۶۰	۴/۹۳	۳/۸۰	۴/۲۹	۸۴۲	۷۶۷	۶۶۵	۷۲۳	۷۴۹	-	-	-
GH.AD.5	1/5/M	Fe- Hbl	۳/۷۰	۳/۷۸	۲/۹۵	۴/۲۰	۳/۲۰	۳/۵۷	۸۲۹	۷۴۲	۶۷۸	۷۱۱	۴۷۰	-	-	-
GH.AD.5	1/6/C	Fe- Hbl	۴/۴۴	۴/۶۱	۳/۵۷	۴/۹۰	۳/۸۰	۴/۲۶	۸۴۰	۷۲۶	۶۳۳	۶۸۵	۷۲۱	-	-	-
Average AD	-	-	۴/۲۰	۴/۳۴	۳/۳۷	۴/۶۸	۳/۶	۴/۰۴	۸۳۷	۷۴۵	۶۵۹	۷۰۶	۷۳۷			

1= Hammarstrom and Zen (1986) | 5= Anderson and Schmidt (1995) | 9= Holland and Blundy (1994) | 13= Continental depth (km) (ρ=2700 kg/m3

2= Hollister et al. (1987) | 6= Average Pressure | 10= Vynhal and Mcsween(1991) | Mg-Hb = Magnesio- Homblende

3= Johnson and Rutherford (1989) | 7= Schmidt (1992) | 11= Average Temperature (°C) | Fe-Hb = Ferro-Homblende

4= Schmidt (1992) | 8= Blundy and Holland (1990) | 12= Oceanic depth (km) (ρ=2890 kg/m3) | Tre –Act= Tremolite- Actinolite

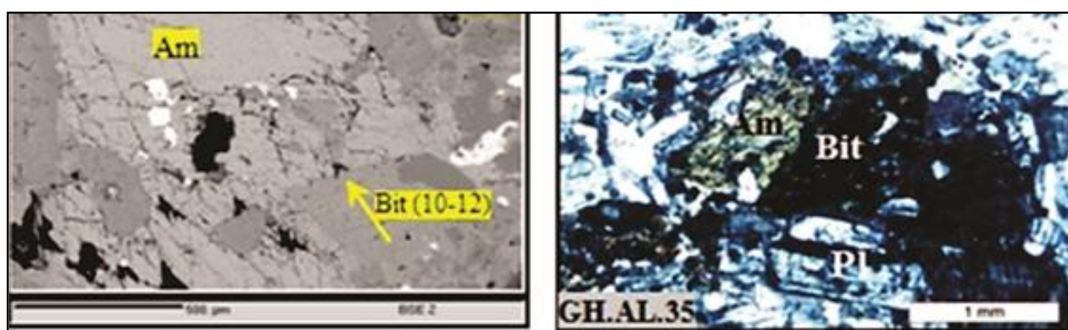


شکل ۷ ترسیم داده‌های آمفیبول توده‌های غرب تفت: در نمودار الف) فشار برحسب کیلوبار در مقابل Al^T [۱۶] و محدوده دمایی تشکیل آمفیبول، ب) نمودار دما برحسب درجه سانتی‌گراد در مقابل AlT [۱۲]، پ) نمودار Al^{IV} در مقابل Fe^T+Mg/Feo^T) [۱۲]، ت) جایگاه تکتونیکی آمفیبول‌های مورد مطالعه [۲۱]، ث) موقعیت ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها درنمودار [۲۲] (I-Amph): آمفیبول درون صفحه‌ای، (S-Amph): آمفیبول وابسته به مناطق فرورانش.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.565]

شیمی بیوتیت

کاتیون‌های Fe، Mg و Al درکانی بیوتیت به فرآیندهای ماگمایی حساس هستند؛ از این رو، از کانی بیوتیت برای بررسی سنگ‌زایی توده‌های گرانیتوئیدی استفاده می‌شود [۲۴، ۲۵]. در شکل ۸ تصاویر میکروسکوپی نوری و الکترونی (BSE) بیوتیت دیده می‌شود. نتایج تجزیه ریزپردازشی ۵ نقطه بیوتیت پس از تفکیک مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} و بر اساس روش پیشنهادی مرجع [۵] و محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۲۴ اکسیژن در جدول ۴ آورده شده است.



شکل ۸ تصاویر میکروسکوپی و الکترونی (BSE) از بیوتیت‌های همزیست با آمفیبول و پلاژیوکلاز در کوارتز دیوریت علی‌آباد.

جدول ۴ نتایج آنالیز مایکروپروب بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب تفت (بر اساس ۲۴ اکسیژن).

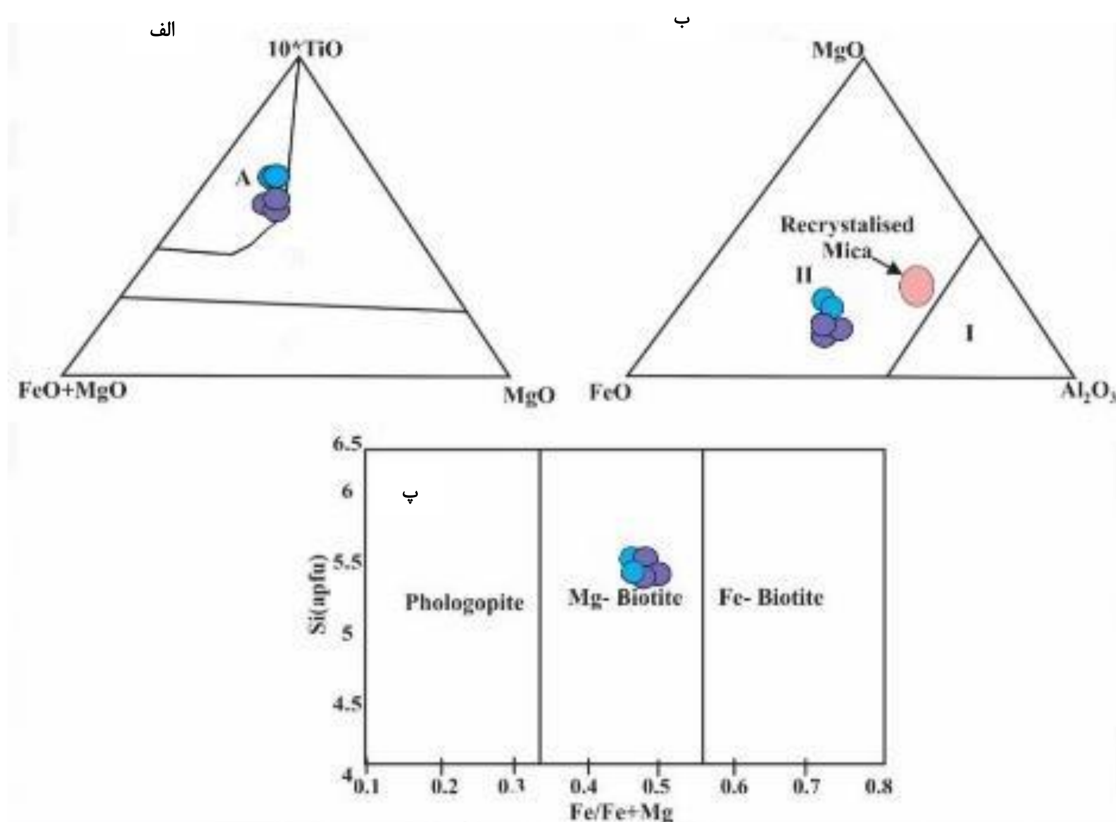
علایم اختصاری به کار رفته در جدول: R=Rim M=Middle C=Coer Mg-Bit=Magnesio-Biotite

Sample Number	AL35	AL35	AD.5	AD.5	AD.5
Position	4/12/R	4/10/C	3/9/R	3/8/M	3/7/ C
SiO_2	۳۷/۲۴	۳۶/۲۸	۳۶/۸۷	۳۶/۰۳	۳۶/۰۶
TiO_2	۳/۵۰۰	۳/۸۵۰	۴/۲۹۰	۴/۵۵۰	۴/۹۵۰
Al_2O_3	۱۵/۷۸	۱۴/۷۵	۱۴/۲۱	۱۵/۱۸	۱۴/۹۳
FeO	۱۹/۴۵	۱۹/۸۷	۲۰/۴۱	۲۰/۱۴	۲۰/۱۹
MnO	۰/۲۳۰	۰/۳۲۰	۰/۲۹۰	۰/۲۷۰	۰/۲۹۰
MgO	۱۱/۴۷	۱۱/۳۲	۱۱/۴۷	۱۱/۴۳	۱۱/۲۹
CaO	۰/۰۱۰	۰/۰۲۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱۰
Na_2O	۰/۰۷۰	۰/۰۶۰	۰/۱۹۰	۰/۱۴۰	۰/۲۳۰
K_2O	۱۰/۵۸	۱۰/۱۲	۱۰/۰۷	۱۰/۰۰	۹/۹۴۰
F	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Cl	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Total	۹۸/۳۳	۹۶/۵۹	۹۷/۸۰	۹۷/۷۴	۹۷/۸۹
Si	۵/۵۴۳	۵/۴۱۶	۵/۴۱۵	۵/۵۳۵	۵/۵۱۵
Al^{IV}	۲/۴۵۷	۲/۵۸۴	۲/۵۸۵	۲/۴۶۵	۲/۴۸۵
Al^{VI}	۰/۰۶۱	۰/۱۰۵	۰/۰۵۸	۰/۲۹۹	۰/۱۵۸
Al^{T}	۲/۵۱۸	۲/۶۸۹	۲/۶۴۳	۲/۷۶۴	۲/۶۴۳
Ti	۰/۴۸۵	۰/۵۱۴	۰/۵۵۹	۰/۳۹۱	۰/۴۴۰
Fe	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mn	۲/۵۶۶	۲/۵۳۲	۲/۵۳۶	۲/۴۱۸	۲/۵۲۶
Mg	۰/۰۳۷	۰/۰۳۴	۰/۰۳۷	۰/۰۲۹	۰/۰۴۱
Ca	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Na	۰/۰۵۵	۰/۰۴۱	۰/۰۶۷	۰/۰۲۰	۰/۰۱۸
K	۱/۹۳۱	۱/۹۱۷	۱/۹۰۴	۲/۰۰۶	۱/۹۶۲
F	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Cl	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
SUM	۲۲/۲۲	۲۲/۳۹	۲۲/۳۳	۲۲/۴۷	۲۲/۳۶
Y_{Total}	۸/۲۳۸	۸/۴۳۶	۸/۳۶۰	۸/۴۴۲	۸/۳۷۳
X_{Total}	۱/۹۸۶	۱/۹۶۸	۱/۹۷۳	۲/۰۲۷	۱/۹۸۳
Al_{Total}	۲/۵۱۸	۲/۶۸۹	۲/۶۴۳	۲/۷۶۴	۲/۶۴۳
Fe/Fe+Mg	۰/۵۰۰	۰/۴۹۷	۰/۵۰۱	۰/۴۸۸	۰/۴۹۶
Mn/Mn+Fe	۰/۰۱۴	۰/۰۱۳	۰/۰۱۴	۰/۰۱۲	۰/۰۱۶
Mg#	۰/۵۰۰	۰/۵۰۰	۰/۵۰۰	۰/۵۱۰	۰/۵۰۰

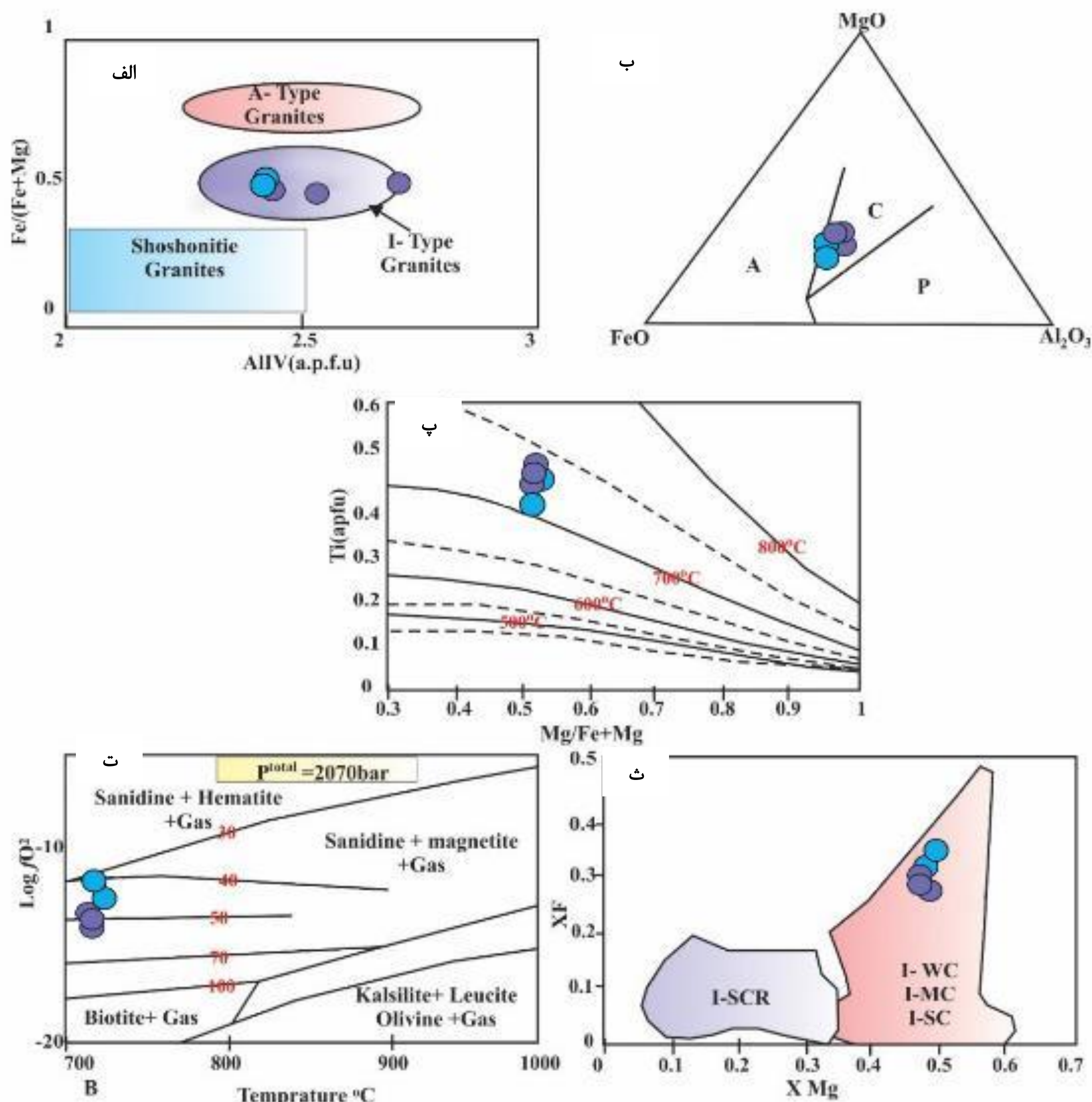
[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.565]

شاخص‌ترین ویژگی بیوتیت حساسیت بالای آن نسبت به مقدار و یا تغییر مقدارهای Fe/Fe+Mg و Al ماگمای مادر است که این دو اثرپذیری بیوتیت ماگمای مادر، شرایط در سنگ میزبان را به طور مستقیم نشان می‌دهند [۲۶]. براساس نمودار سه‌تایی MgO-TiO2 FeO+MnO [۲۷] بیوتیت‌های مورد بررسی از نوع اولیه برآمده از تبلور ماگما هستند (شکل ۹ الف). همچنین مقدار کمتر از یک Al^{VI} (بر اساس ۲۴ اکسیژن) بیوتیت‌های مورد بررسی بین ۰/۰۳۷ تا ۰/۲۹۹ بیانگر ماهیت ماگمایی آنهاست (جدول ۴). در تقسیم‌بندی بیوتیت‌ها بر اساس تغییرات Si به Fe/(Fe+Mg)، نمونه‌های منطقه مورد بررسی در گستره منیزیو بیوتیت قرار می‌گیرند (شکل ۹ پ) [۲۸]. ترکیب کانی بیوتیت نشان‌دهنده ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای مادر است [۲۴]. همچنین در نمودار تغییرات Fe/(Mg+Fe) نسبت به Al^{IV} [۲۹]. بیشتر بیوتیت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئید غرب تفت در گستره گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۹ الف).

جایابی نمونه‌های بیوتیت در نمودار تغییرات (Fe+Mg/Fe) نسبت به Al^{IV} [۲۹]، نوع گرانیت‌های I را نشان می‌دهد (شکل ۱۰ الف). همچنین بیوتیت‌ها در نمودار مثلثی FeO-MgO-Al_2O_3 برای رده‌بندی سری ماگمای گرانیتوئیدی، در گستره آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۱۰ ب). نمودار تعیین دما برپایه مقدار تیتان بیوتیت‌ها [۳۰]، دمای ۸۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد رانشان می‌دهند (شکل ۱۰ پ). میزان گریزندگی اکسیژن (Log O2f) برای توده‌های نفوذی غرب یزد با استفاده از نمودار دوتایی Log O2f نسبت به دما [۲۰]، بین ۱۰-۱۱ تا ۱۴-۱۰ بار برآورد می‌شود (شکل ۱۰ ت). همچنین نمودارهای تعیین کننده میزان آلودگی پوسته‌ای نشانگر اثر آلودگی پوسته‌ای بر توده‌های مورد بررسی است (شکل ۱۰ ث).



شکل ۹ الف) نموار سه‌تایی تمایز انواع بیوتیت‌ها [۲۷]، ب) نمودار مثلثی ($MgO-FeO-Al_2O_3$) [۳۱] و جایگاه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها، پ) رده‌بندی شیمیایی میکاهای توده نفوذی مورد بررسی در نمودار [۲۸].



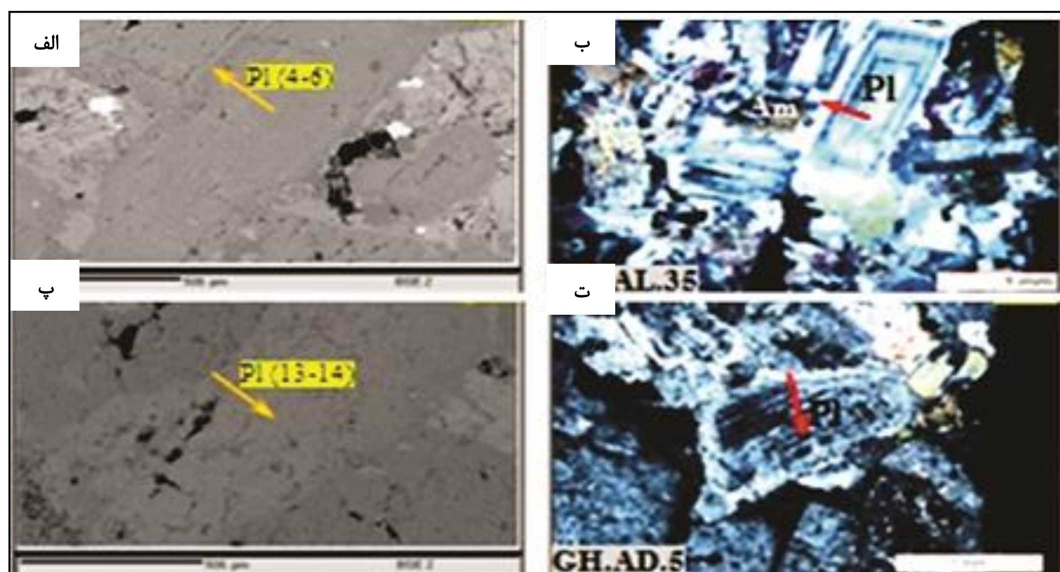
شکل ۱۰ الف) نمایش نمونه‌های بیوتیت در نمودار تغییرات Fe/(Fe+Mg) در مقابل AlIV [۲۹]، ب) نمودار مثلثی $FeO-MgO-Al_2O_3$ در خصوص رده‌بندی تیپ سری‌ماگمای گرانیتوئیدی، پ) نمودار تعیین دما با استفاده از مقدار تیتان بیوتیت‌ها [۳۰] ت) ترسیم نمونه‌ها در نمودار تغییرات Log $fO2$ در مقابل دما بر حسب درجه سانتیگراد [۲۰]، ث) ترسیم بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودارهای تخمین میزان آلودگی پوسته‌ای [۳۲].

شیمی فلدسپار

تصاویر میکروسکوپی نوری و الکترونی (BSE) نشان می‌دهند که پلاژیوکلازهای منطقه مورد بررسی به صورت بلورهای تیغه‌ای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و در تعادل با کانی‌های آمفیبول، کوارتز، بیوتیت، ارتوکلاز و مگنتیت هستند. (شکل ۱۱). نتایج تجزیه شیمی فلدسپارهای منطقه مورد بررسی در جدول ۵ آورده شده است. این نتایج پس از محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۸ اکسیژن ارائه شده‌اند. نتایج نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلازهای قلیایی گرانیت خضرآباد از An_0 تا An_2(Ab_{91-100})، کوارتز دیوریت علی‌آباد از An_{24} تا An_{38} و مونزوگرانیت آدربلندان از An_{34} تا An_{46} متغیّر است (جدول ۵). بررسی ترکیب لبه و مرکز بلورهای پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلازها از مرکز به لبه در کوارتز دیوریت علی‌آباد از An_{38} به An_{24} و در مونزوگرانیت آدربلندان از An_{34} به An_{46} تغییر می‌کند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.565]

بر اساس داده‌های ریزپردازشی، پلاژیوکلازهای علی‌آباد در مرکز دارای آنورتیت بیشتری نسبت به لبه هستند و منطقه‌بندی عادی نشان می‌دهند. این در حالی است که در توده گرانیتوئیدی آدربلندان لبه پلاژیوکلازها نسبت به مرکز دارای درصد آنورتیت بیشتری بوده و کلسیمی‌تر است و منطقه‌بندی غیرعادی و معکوس نشان می‌دهد. بر اساس نمودار سه متغیره An-Ab-Or [۳۳]، نمونه‌های علی‌آباد در گستره الیگوکلاز تا آندزین و نمونه‌های آدربلندان دارای بیشترین درصد آنورتیت (An_{34} تا An_{46}) هستند (شکل ۱۲ الف). نمودار سه‌تایی ارتوز – آلبت – آنورتیت [۳۴]، دمای ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد را برای فلدسپات‌های توده‌های غرب تفت نشان می‌دهد (شکل ۱۲ ب).



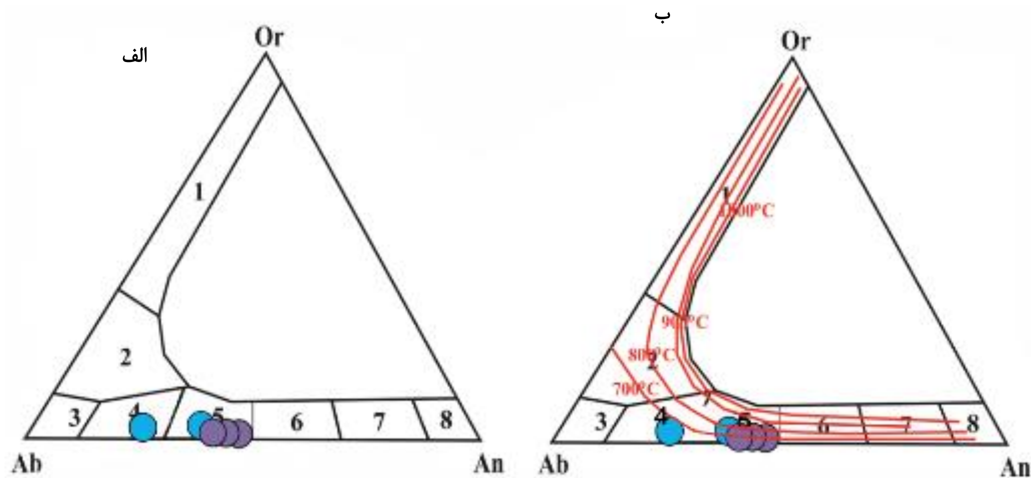
شکل ۱۱ تصاویر الکترونی(BSE) و میکروسکوپی از فلدسپارهای مورد بررسی: الف) پلاژیوکلاز شکل‌دار با منطقه‌بندی و ترکیب آندزین در کوارتزدیوریت علی‌آباد (BSE)، ب) پلاژیوکلاز شکل‌دار با منطقه‌بندی و ترکیب آندزین در کوارتزدیوریت علی‌آباد (XPL)، پ)پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار با ترکیب آندزین در گرانودیوریت آدربلندان (BSE)، ت) پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار با ترکیب آندزین در گرانودیوریت آدربلندان (XPL).

جدول ۵ نتایج آنالیز مایکروپروب فلدسپارهای توده‌های گرانیتوئیدی غرب تفت (بر اساس ۸ اکسیژن). علایم اختصاری به‌کار رفته در جدول: R=Rim M=Middle C=Coer Mg-Bit=Magnesio-biotite.

Sample Number	Position	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
AL.35	3/4/C	۵۷٫۸۶	۰٫۰۰	۲۶٫۹۰	۰٫۳۷	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۸٫۸۰	۶٫۷۲	۰٫۳۸	۱۰۱٫۰۷
AL.35	3/5/ M	۵۹٫۸۳	۰٫۰۰	۲۵٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۷٫۰۴	۷٫۸۲	۰٫۵۴	۱۰۱٫۰۹
AL.35	3/6/R	۶۲٫۵۰	۰٫۰۰	۲۴٫۱۶	۰٫۳۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۵٫۵۶	۸٫۴۸	۰٫۵۱	۱۰۱٫۶۸
AD.5	1/1/R	۵۷٫۱۲	۰٫۰۵	۲۸٫۰۷	۰٫۲۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۹٫۵۰	۶٫۲۵	۰٫۳۳	۱۰۱٫۵۴
AD.5	1/2/M	۵۵٫۴۲	۰٫۰۰	۲۷٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۸٫۱۴	۷٫۷۱	۰٫۲۲	۹۸٫۵۵
AD.5	1/3/C	۵۳٫۴۸	۰٫۰۷	۲۷٫۹۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۹٫۷۵	۵٫۴۷	۰٫۱۶	۹۷٫۲۵
AD.5	4/13/R	۵۶٫۷۸	۰٫۰۳	۲۷٫۰۹	۰٫۲۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۹٫۷۵	۶٫۱۶	۰٫۳۰	۱۰۰٫۴۶
AD.5	4/14/C	۵۴٫۹۸	۰٫۰۰	۲۸٫۷۵	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۹٫۰۹	۶٫۰۴	۰٫۰۹	۹۸٫۹۹

Sample Number	Position	Cations Based on 8 Oxygen									Or	Ab	An
		Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum			
AL.35	3/4/C	۲٫۳	۱٫۴	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۷	۱٫۱	۰٫۱	۵٫۶	۳٫۳۰	۵۸٫۴	۳۸٫۳
AL.35	3/5/M	۲٫۴	۱٫۳	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۶	۱٫۲	۰٫۱	۵٫۶	۴٫۵۰	۶۵٫۸	۲۹٫۶
AL.35	3/6/R	۲٫۵	۱٫۳	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۴	۱٫۳	۰٫۱	۵٫۶	۴٫۳۰	۷۱٫۸	۲۳٫۹
AD.5	1/1/R	۲٫۲	۱٫۵	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۰	۵٫۵	۱٫۵۰	۵۲٫۱	۴۶٫۴
AD.5	1/2/M	۲٫۲	۱٫۵	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۷	۱٫۰	۰٫۰	۵٫۵	۰٫۸۰	۵۶٫۶	۴۲٫۶
AD.5	1/3/C	۲٫۲	۱٫۵	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۷	۱٫۳	۰٫۰	۵٫۷	۱٫۸۰	۶۴٫۳	۳۳٫۹
AD.5	4/13/R	۲٫۳	۱٫۴	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۸	۱٫۰	۰٫۰	۵٫۵	۲٫۶۰	۵۴٫۳	۴۳٫۰
AD.5	4/14/C	۲٫۳	۱٫۵	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۷	۱٫۰	۰٫۱	۵٫۵	۲٫۹۰	۵۵٫۲	۴۱٫۹

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.565]



شکل ۱۲ الف) موقعیت فلدسپارهای غرب تفت در نمودار سه متغیره An- Ab-Or [۳۳]، ب) تخمین دمای تشکیل فلدسپارها در نمودار سه متغیره An- Ab-Or همراه با ایزوترم‌های سولوس از [۳۴].

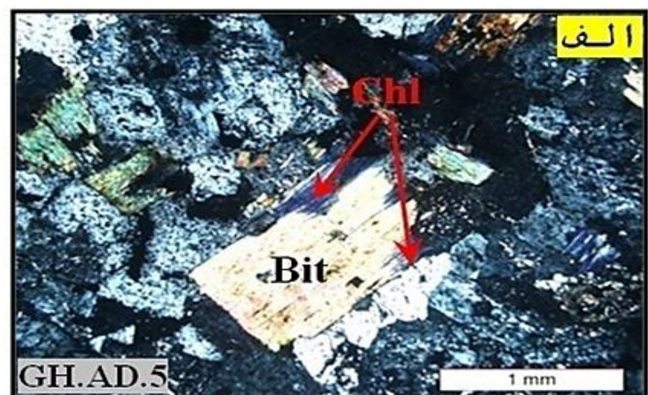
شیمی کلریت

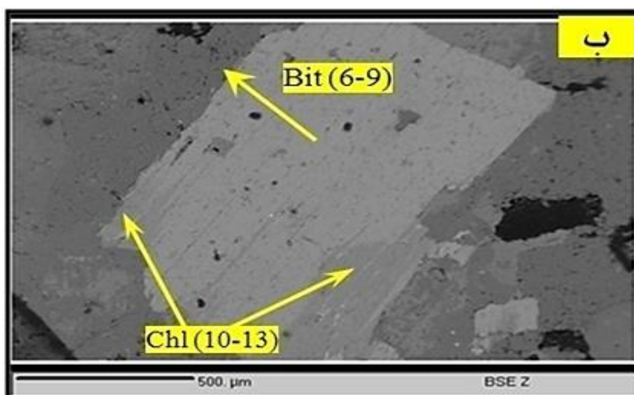
ترکیب کلریت‌ها می‌تواند برای تعیین ترکیب کانی‌های اولیه، دمای دگرسانی توده و نقش سیال‌ها استفاده شود. این کلریت‌ها از دگرسانی کانی‌های آمفیبول و بیوتیت تشکیل شده‌اند و در راستای رخ‌ها و لبه این کانی‌ها دیده می‌شوند (شکل ۱۳ الف و ب).

نتایج تجزیه ریزپردازشی کلریت‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها بر اساس ۲۸ اکسیژن در جدول ۶ ارائه شده‌اند. بر اساس نمودار مرجع [۳۵]، کلریت‌های مورد بررسی از نوع ریپیدولیت و پیکنوکلریت هستند (شکل ۱۴). با استفاده از روش مرجع [۳۶] دمای دگرسانی کلریت بین ۳۳۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شد.

برداشت

بررسی موادال توده‌های گرانیتوئیدی علی‌آباد و آدربلندان بیانگر حضور توده‌های مونزوگرانیتی و گرانودیوریتی است. تجزیه شیمی آمفیبول‌ها به حضور آمفیبول‌های نوع ماگمایی کلسیمی در گستره فروهورنبلند، ترمولیت و فرواکتینولیت (شاخص گرانیت‌های نوع I) اشاره دارد. این آمفیبول‌ها در گستره فشار ۰٫۵ تا ۴٫۳ کیلوبار و گستره دمایی ۶۵۹ تا ۸۹۱ درجه سانتی‌گراد در اعماق ۲٫۱ تا ۴٫۹ کیلومتر تشکیل شده‌اند. ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها به مقادیر بالای گریزندگی اکسیژن اشاره دارد. شیمی کانی‌های بیوتیت نشانگر بیوتیت‌های اولیه ناشی از تبلور ماگما با ترکیب بین دو قطب آنیت و فلوگویت و بیانگرگرانیت‌های نوع I آهکی قلیایی وابسته به فرورانش است.



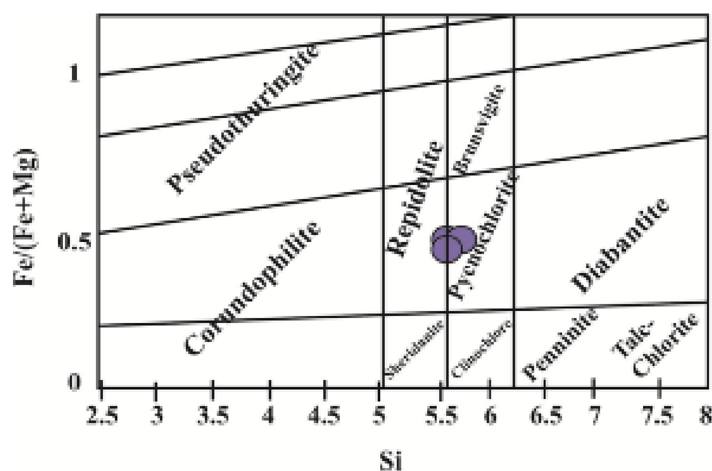


شکل ۱۳ الف و ب) تصاویر میکروسکوپی (XPL) و الکترونی (BSE) و از کلریت و بیوتیت‌ها در مونزوگرانیت آدربلندان.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.565]

جدول۶ نتایج آنالیز مایکروپروب کلریت‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب تفت (فرمول ساختاری بر اساس ۲۸ اکسیژن)

Sample Number	AD.5	AD.5	AD.5
Position	۳/۱۰	۳/۱۱	۳/۱۲
SiO_2	۲۶/۸۲	۲۷/۵۰	۲۷/۴۳
TiO_2	۰/۱۴۰	۰/۰۵۰	۰/۶۷۰
Al_2O3	۱۹/۵۸	۱۸/۹۵	۲۱/۱۷
FeO	۲۵/۸۰	۲۵/۱۸	۲۵/۶۸
MnO	۰/۶۱۰	۰/۴۵۰	۰/۴۵۰
MgO	۱۵/۷۰	۱۶/۰۹	۱۵/۷۷
CaO	۰/۰۸۰	۰/۰۵۰	۰/۰۴۰
Na_2O	۰/۰۰۰	۰/۰۳۰	۰/۰۱۰
K_2O	۰/۱۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۲۰
Total	۸۸/۸۳	۸۹/۳۰	۹۰/۷۲
28 Oxygen Cations Based on			
Si	۵/۵۹۰	۵/۷۰۰	۵/۵۶۰
AlIV	۲/۴۱۰	۲/۳۰۰	۲/۴۴۰
AlVI	۲/۴۱۰	۲/۳۴۰	۲/۶۳۰
AlT	۴/۸۲۰	۴/۶۴۰	۵/۰۷۰
Ti	۰/۰۲۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰
Fe^{3+}	۰/۰۲۰	۰/۰۳۰	۰/۱۱۰
Fe^{2+}	۴/۴۸۰	۴/۵۱۰	۴/۲۴۰
Mn	۰/۱۱۰	۰/۰۸۰	۰/۰۹۰
Mg	۴/۸۸۰	۴/۹۷۰	۴/۶۷۰
Ca	۰/۰۲۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰
Na	۰/۰۰۰	۰/۰۲۰	۰/۰۱۰
K	۰/۰۵۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱۰
SUM	۲۸/۰۲	۲۸/۰۲	۲۸/۰۶
Fe/Fe+Mg	۰/۴۸۰	۰/۴۸۰	۰/۴۸۰



شکل ۱۴ جایگاه ترکیب و نوع کلریت‌های مورد بررسی در نمودارتغییرات Si در مقابل Fe/(Fe+Mg) [۳۵].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.565]

همچنین نتایج بیانگر تشکیل آن‌ها در دمای بین ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده که طی صعود و جایگیری دستخوش آلودگی و آلایش متوسط تا شدید مواد پوسته‌ای شده‌اند. پلاژیوکلازهای مورد بررسی دارای ترکیب الیگوکلاز تا آندزین هستند که در دمای ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. کلریت‌های مورد بررسی از نوع ریپیدولیت و پیکنوکلریت هستند که در دمای۳۳۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند همچنین اکسیدهای آهن مورد بررسی دارای ترکیب بین مگنتیت و هماتیت هستند.

قدردانی

خداوند بزرگ را سپاس که به من توفیق داد گامی هر چند کوچک در راه تعالی علم و دانش بردارم. برخود لازم می‌دانم از معاونت پژوهشی دانشگاه پیام نور بابت بخشی از هزینه‌های تحقیق در قالب طرح پژوهشی و گرانت تشکر نموده و همچنین از سردبیر، هیات تحریریه، داوران محترم و خانم قوامی مسئول دفتر مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران تشکر و سپاس فراوان داشته باشم.

مراجع

[1] Shabanian N., Davoudian A. R., Dong Y., Liu X., *"U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites*", Sanandaj-Sirjan zone of western Iran. Precambrian Research, 306 (2018)41-60. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.037.

[2] Ghanei ardakanei J., *"Chemical mineralogy of the western Ardakan granitoid mass (Central Iran)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy,32 (2024) pp. 338-325.

[3] Haj Molaali A., Ghomashi A., Afsharian A.M., Hadadian M., *"Geology map 1/100000 of Khezrabad*", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (1996).

[4] Khosro tharani Kh., Vaziri Moghadam h., *"Stratigraphy of the Lower Cretaceous in the western and southwestern areas of Yazd*", Journal of Geology, 7 (1985) pp. 36-45.

[5] Droop G. T. R., *"A general equation Fe^{3+} concentration in ferromagnesian silicates and oxygen from microprobe analysis using stoichiometric criteria*", Mineralogical Magazine 51 (1987) pp. 431-435.

[6] Esawi E. K., *"AMPH-CLASS: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphibole based on the 1997 recommendations of the International Mineralogical Association*", Computers Geosciences 30 (2004) pp. 753-760.

[7] Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G., *"Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names*", Eur. J. Mineral. 9 (1997) pp. 623–651.

[8] Leake B.E., Woolley A. R., Birch W. D., Burke E. A. J., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Schumacher J. C., Stephenson N. C. N., Whittaker E. J. W., *"Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature*", American Mineralogist, 89, pp. 883–887.

[9] Stein E., Dietl E., *"Hornblende thermobarometry of granitoids of Central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald",* Mineralogy and Petrology, 72, 185-207.

[10] Blundy J.D., Holland T. J., *"Calcic amphibole equilibrium and a new amphibole plagioclase geothermometrs*", Cont. Minerol. Petrol. 104 (1990) pp. 208-224.

[11] Pal N., Pal D.C., Mishra B., Meyer F. M., *"The evolution of the Palim granite in the Bastar tin province*", Central India, Mineralogy and Petrology 72 (2001) pp. 281-304.

[12] Anderson J. L., Smith D. R., *"The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry*", American Mineralogist 80 (1995) pp. 549-559.

[13] Hammarstrom J. M., Zen E., *"Aluminium in hornblende and empirical igneous geobarmometre*, Am. Mineral 710 (1986) pp.1297-1313.

peraluminous magmas. Journal of petrology 35, 2, pp. 525-541.

[25] Ben, Ohoud, M. D., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. Publhshed by Elsevier SAS.

[26] Speer, J. A., 1984. Micas in igneous rocks, In Micas (S. W. Baliley, ed). Rev. Mineral. 13, pp. 299-356.

[27] Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. l .H, Ohoud, M. B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, C. R. Acad. Science. Paris Geoscience 337, pp.1415-1420.

[28] Forster, H. J., and Tischendorf, G., 1989. Reconstruction of the volatile characteristics of granitoidic magmas and hydrothermal solutions on the basis of dark micas: The Hercynian Postkinematic granites and associated high-temperature mineralization of the Erzgebirge (G.D.R), Chemie der Erade (Geochemistry) 49, pp.7-20.

[29] Jiang, Y., Jiang, S., Ling, H., Zhou, X., Rui, X., and Yang, W., 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: Implications for granitoid geneses. Lithos 63, pp. 165-187.

[30] Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomason, J. A., 2005. The Ti-substitution surface for low-to-medium pressure metapeliticbiotites: Implications for geothermometry and Ti- substitution mechanisms, American Mineralogist 90, pp. 316-328.

[31] Nockolds, S. R., 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. Am. J. Sci. 245, pp.401-420.

[32] Ague, J. J., Brimhall G. H., 1988. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California. Geological Society of America Bulletin, 100, pp. 891-911.

[33] Deer, W.A., Howie, R. A. and J., Zussman, 1991. An introduction to the rock forming minerals. Longman Scientific and Technical, 528 p.

[14] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters EK, Stowell HH, Sisson VB., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. Am Mineral 72(3–4): 231–239.

[15] Johnson, M., C., Rutherford, M. J., 1989. Experimental Calibration of the aluminium in – hornbhende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) Volcanic rocks, Geology 17, pp.837-841.

[16] Schmidt, M., 1992. Amphibole composition in tonalities as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hombelende barmometre, Cont. Mineal. Petrol. 110, pp. 304-310.

[17] Sial, A.N., Ferreira, V.P., Fallick, A.E., Jeronimo, M., Cruz M, 1998. Amphibole- rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil, Journal of South American Earth Science 11, pp. 457-471.

[18] Fleet, M.E., Barnett R., L., 1978. Partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mineSudbury, Ontario, The Canadian Mineralogist 16, pp. 527–532.

[19] Anderson, J. L., 1996. Status of thermo-barometry in granitic batholiths. Earth Science Review 87, pp. 125-138.

[20] Wones, D. R. and Eugster, H. P., 1965. Stability of biotite experiment, theory, and application. Am. Mineral. 50, pp.1228-1272.

[21] Molina, J., Scarrow, J., Montero, P.G. and Bea, F., 2009. High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: Evidence for mildly alkalichybrid.

[22] Coltorti, M., Bondaiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y., Powell W., 2007. Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle, Lithos 99, pp. 68-84.

[23] Zhang, C.L., Yu, H.F., Ye, H.M., Zhao, Y., and Zhang, D.S., 2006. Aoyitake plagiogranite in western Tarim block, NW China: Age, geochemistry, petrogenesis and its tectonic implications: Science in China Series D: Earth Sciences, v. 49, no. 11, p. 1121–1134.

[24] Abdel- Rahman, A. M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and

[34] Elkins, L.T., Grove, T. L., 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. American Mineralogist 75, pp. 544-559.

[35] Deer, W.A., Howie, R. A., Zussman, J. (1996) Rock forming mineral, Longman 1 , 333 p.

[36] Cathelineau, M., and Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer-The Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contribution to Mineralogy and Petrology 91, pp. 324-351.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.565]